2019 年 7 月 20 日

# 基準地震動評価のための強震動予測について
## － 後追い予測における不確かさ －

赤松 純平


### 要　旨

関西電力株式会社は準備書面(16)において、2016 年熊本地震が地殻内地震のスケーリング則（入倉・三宅(2001)）に従うとする Irikura et al.(2017)の論文を引用して、大飯発電所 3、4 号機の地震に対する安全性を主張している。そこでは、震源断層面積と地震モーメントに関するスケーリング則の評価に力点を置いているが、原発の耐震問題としては強震動生成領域が正しくモデル化できているか、そして観測点での強震動がモデルにより精度よく再現できているかが最重要課題である。本稿では断層モデルによる強震動予測の問題点を検討する。

Irikura et al.(2017)は、2016 年熊本地震の震源過程を、観測された強震記録の逆解析により論じた 3 つの先行論文を引用して、相異なる断層モデル（図 1、2、5）がそれぞれスケーリング則の 1 標準偏差以内に収まると述べた。断層モデルのセグメントは 1～4 枚と枚数に自由度があり、面積は 756～1,344 km² と 1.78 倍も違っているにも拘らずスケーリング則に合うとしている。これは、大まかに断層面を仮定しても、トリミング操作によってすべり量の小さい領域は除外するという自己矛盾のない解析方法であること、また、断層面積と地震モーメントの関係では 1 標準偏差は 0.72～1.38 倍と大きな分散を許容していることなどに依る。

このようなスケーリング則に依拠した断層モデルに依って強震動予測を行う場合の問題点を 2 つ指摘する。

◎ 問題点 1 ：断層破壊過程をモデル化する波形の逆解析においては、合成波形と観測波形の全体としての一致度を指標とするので、個々の観測点での波形の一致度（再現性）は観測点ごとに大きく変化する。当該論文では先行論文の断層モデルを用いて強震動生成域（SMGA）を 3 枚（図 8）および 1 枚（図 10）として逆解析（解析周波数範囲：0.2～10Hz）を行っており、合成波形と観測波形を比較した図（図 9）に、それぞれのピーク値が付されている。本稿では、その値を比較して（図 11、12）各観測点における再現性、すなわち強震動予測の確かさを検討した。再現性は 0.2～5 倍の範囲で変動し、標準偏差は 1.7 倍に達する。

◎ 問題点 2 : 耐震上重要な短周期（高周波）の地震動を生成する強震動生成域の位置の確かさが確定できない。先行論文で求まっているアスペリティの位置と当該論文の SMGA の位置は大きくずれている（図 2、5）。特に SMGA1 枚モデルは 20km 近くも離れている(図 2)。

上記の結果は、地震発生後の強震観測記録を用いて、経験的グリーン関数法により断層破壊過程をモデル化し、そのモデルによって観測点での波形を計算（予測）する、いわゆる、後追い予測の結果であり、現時点ではおそらく最も確度の高い現実的な予測であろう。それにも拘らずこのような問題が生ずる主な原因は、震源から観測点に至る経路の地震波伝播特性と地盤震動特性、および震源特性、特に生起される地震波の形状と放射特性（波形の方向依存性）の断層面上の位置による変化が詳しく判っていないためである。

大飯発電所の基準地震動は、スケーリング則に依拠した「レシピ」に依っているため、モデル自体に標準偏差 1.38 倍の誤差を含んでいる。そのモデルから計算されるサイトの地震動はさらに標準偏差 1.7 倍の誤差を含むから、基準地震動は標準偏差約 2.2 倍の誤差を含むことになる。さらに、これまで指摘してきたように、関電は調査結果を恣意的に解釈して、地盤の増幅率が小さくなるように地盤モデルを捏造している。このように、大飯発電所の基準地震動は、倍半分の誤差を含み、さらに恣意的に過小評価されているのである。大飯発電所 3、4 号機の地震に対する安全性は担保されない。

## １.はじめに

関西電力株式会社（関電）は、準備書面(16)（平成 30 年 3 月 20 日）[1]において、2016 年熊本地震が地殻内地震のスケーリング則（入倉・三宅(2001)[3]、Murotani et al.(2015)[4]）に従うとする Irikura et al.(2017)の論文[2] を引用して、大飯発電所 3、4 号機の地震に対する安全性を主張している。準備書面(16)は、震源断層面積と地震モーメントに関するスケーリング則の評価に力点を置いているが、原発の耐震問題としては強震動生成領域が正しくモデル化できているか、そして観測点での強震動がモデルにより精度よく合成（予測）できているかが最重要課題であろう。断層破壊過程をモデル化する波形インヴァージョン解析においては、合成波形と観測波形の全体としての一致度を指標とするので、個々の観測点での波形の一致度（再現性）は観測点ごとに大きく変化する。Irikura et al. (2017)の論文には、合成波形と観測波形を比較した図に、それぞれの最大値が付されているので、その値を比較することにより、各

観測点の予測値が実際の観測値とどの程度一致しているか（かけ離れているか）を見ることができる。本稿では、その値を引用して強震動予測（後追い予測：観測波形に基づく予測)の確かさについて検討する。

なお、註、引用文献、図表は末尾に纏めた。

## 2. 2016 年熊本地震

地震調査研究推進本部は、平成 25 年（2013 年）2 月 1 日に「九州地域の活断層の長期評価（第一版）[7]」を発表しており、活断層の複数区間が同時に活動する場合の地震の規模として、布田川断層帯全体が同時に活動した場合はマグニチュード(M) 7.5-7.8 程度以上、日奈久断層帯全体と布田川断層帯布田川区間が同時に活動した場合 M7.8-8.2 程度と評価していた。2016 年の一連の熊本地震は、この布田川断層帯と日奈久断層帯を震源域としており、前震-本震-余震の系列で 1.5 日間に震度 6 弱以上の強震が 7 回も発生した。4 月 14 日 21 時 26 分の前震は M6.5、益城町で震度 7、1,580Gal（3 成分合成)を観測し、また 4 月 16 日 1 時 25 分の本震は M7.3、益城町と西原村とで震度 7 を観測、大津町では 1,791Gal(3 成分合成)を記録した。1995 年兵庫県南部地震（M7.3）で震度 7 を観測して以来、初めて震度 7 を記録した地震である。

## 3. 断層モデル

Irikura et al.(2017)は、2016 年熊本地震の震源過程を波形インヴァージョン解析により論じた 3 つの先行論文（a. Asano and Iwata(2016)[8]、b. Kubo et al. (2016)[9]、c. 吉田・他(2016)[10])の結果を引用して、熊本地震が地殻内地震のスケーリング則に従う標準的な地震であることを論じた。以下に、断層モデルの概要を示す。

### a. Asano and Iwata (2016) の断層モデル[8]

M7.3 の本震について、余震分布と既知の活断層のトレースから 2 枚のセグメントからなる断層面を仮定し、それぞれ波形インヴァージョン（15 観測点 3 成分、対象周波数範囲：0.05～0.5Hz）によって断層破壊過程を推定した。図 1 に断層破壊モデルを引用する。断層面は、南西部の日奈久断層帯に沿う断層面 #1（14km 長×18km 幅、走向 205° 伏角 72° ）と北東部の布田川断層帯に沿う断層面 #2（28km 長×18km 幅、走向 235° 伏角 65° ）の 2 枚である。2 枚とも鉛直ではない。断層モデルの諸元を下表に示す。

| 長さ | 幅(km) | 面積(km$^2$) | 地震モーメント(N-m) | 最大すべり量 | 平均すべり量 |
|---|---|---|---|---|---|
| 42 | 18 | 756 | $4.50\times10^{19}$ (Mw7.0) | 5.13m | 1.87m |

b. Kubo et al. (2016)の断層モデル[9]

余震活動分布及び地表地震断層の分布、InSAR や GNSS で捉えられた地震前後の静的地表変位を参考に 1 枚の断層面を仮定して、波形インヴァージョン（27 観測点 3 成分、対象周波数範囲：0.05～1.0Hz）によって断層破壊過程を推定した。図 2 にすべり分布の地表投影図を引用した。断層モデルの諸元を下表に示す。

| 長さ | 幅(km) | 面積(km$^2$) | 走向 | 傾斜角 | 地震モーメント(N-m) | 最大すべり量 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 56 | 24 | 1,344 | 224° | 65° | $5.3\times10^{19}$ (Mw7.1) | 4.6m |

c. 吉田・他(2016)の断層モデル[10]

Irikura et al.(2017)は、地震学会 2016 年度秋季大会の吉田・他(2016)（S15-P02）を引用したとして、4 枚のセグメントからなる断層モデルによる地震モーメントやすべり量などの結果を示している。しかし秋季大会の講演予稿（S15-P02）の断層面は図 3 に示すように 3 枚のセグメントからなる。この断層モデルの諸元を次に示す。

| | |
|---|---|
| 断層面積 | （断層モーメントは記載なし） |
| 初期 | 64 km×20 km = 1,280 km$^2$ |
| トリム後 | 60 km×20 km = 1,200 km$^2$ |
| アスペリティ | 20 km×10 km = 200 km$^2$ |

吉田・他(2016)の 3 人の著者に K.Irikura が加わった 4 名連記の Yoshida et al. (2017)[11]が、4 枚のセグメントからなる断層モデルを論じており、そのモデルが Irikura et al.(2017)が引用するモデルによく似ている。Yoshida et al.(2017)は Irikura et al.(2017)の引用文献にあがっていないが、以下に c' として引用する。

c'. Yoshida et al.（2017)の断層モデル[11]

余震分布、活断層のトレース、InSAR による観測結果に基づいて 4 枚のセグメントからなる断層を仮定している。4 枚のセグメントには、湾曲する日奈久断層帯と布田川断層帯とを表現するように、それぞれ異なる走向と伏角とが与えられている。図 4 に断層モデル、余震分布、活断層、観測点などの図を引用する。

震源過程は、2 段階の波形インヴァージョンにより推定している。まず、断層面を 4km(走向方向)×2km(深さ方向)に分割し、20 観測点の 0.05～0.5Hz の周波数帯域での速度記録によりすべり分布を推定する。そして、Somerville et al.(1999) [5]のトリ

ミング法[註 1]に従って、すべり量の小さいセグメント H の南西側半分（8km 長）をカットする。このカットによって地震モーメントは $6.7\times10^{19}$Nm から $6.5\times10^{19}$Nm に減少している。次いで、残りの 4 枚のセグメントについて、0.05～1.0Hz の周波数帯域ですべり分布を推定する。さらに、Somerville et al.(1999) [5]の手続き[註 2]によって２つのアスペリティ領域を抽出している。得られた断層破壊モデルの結果を次表に引用する。

| | | | |
|---|---|---|---|
| 断層面積（初期） | 52×18 = 936 km² | 地震モーメント | $4.7\times10^{19}$ (Mw7.1) |
| トリム後の面積 | 44×18 = 792 km² | 最大すべり量 | 5.2m |
| アスペリティ面積 | 240 km² | 平均すべり量 | 1.8m |

## 4. 地殻内地震のスケーリング則

Irikura et al.(2017)は、2016 年熊本地震の震源過程を論じた３つの先行論文（a. b. c）の結果が地殻内地震のスケーリング則に従っており、熊本地震（本震）は標準的な地震であるとした。

図 5 に Yoshida et al.(2016)を引用したと記してある Fig.1 を転記した。先に述べたように、この図の断層セグメントは 4 枚であり、地震学会予稿集の c.吉田・他(2016)の断層セグメントが 3 枚であることとは全く異なっている。また、図 5 の北東端のセグメント（Seg.4）は北西傾斜であるが、c' Yoshida et al.(2017)の対応するセグメント（F1）は南東傾斜（図 4）であり、断層モデルには違いがある。Irikura et al.(2017)は c' Yoshida et al.(2017)の原論文をそのまま引用したのではないようである。

Irikura et al.(2017)は断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積について、これらの先行論文の結果の対数平均と地震モーメントとの関係を議論している。また、地震モーメントの値は先行論文によって異なるので、F-net 地震モーメントを採用している。これは、F-net のデータは周期が広帯域であるので求まる地震モーメントが安定しているためと説明し、それらの値を Table 1 に纏めている。Table 1 を図 6 に引用する。

図 6 において、Yoshida et al.(2016) の引用とされている断層の長さ、幅、面積の値は、c' Yoshida et al.(2017) の値である。波線赤丸で囲った数値は原論文には記載されていない値であり、実線赤丸で囲った数値は原論文と異なった値である。特に、アスペリティの面積（Total asperity area）については、上段の 2 編の原論文では全

く議論しておらず、また、最下段の 1 編は 160 km² と記されているが、原論文は 240 km² である。原論文とは異なる数値情報に基づいているようである。

Irikura et al.(2017)は、この表の値を用いて、地震モーメントと、断層面積、平均すべり量およびアスペリティ面積等との関係を図示している。図 7 に地震モーメントと断層面積の関係の図を引用する。この図は、関電準備書面(16)に図表 3 として掲載されている[1、30 頁]。

Irikura et al.(2017)は、上記の図、および地震モーメントと平均すべり量やアスペリティ面積との関係の図を示して、引用論文の値の対数平均だけでなく、それぞれの値も地殻内地震のスケーリング則の 1 標準偏差内に収まっているとして、熊本地震が標準的な地殻内地震であると述べている。なお、断層面積と地震モーメントの関係の１標準偏差 0.14 は対数軸での値[1、1 頁]であり、平均値の 1.38 倍あるいは 0.72 倍以内に収まっているという意味である。

断層モデルのセグメントは 1～4 枚と枚数に自由度があり、面積は 756～1,344 km² と 1.78 倍も違っているにも拘らず、スケーリング則に合っている。これは、大まかに断層面を仮定しても、インヴァージョンによって求まるすべり量の小さい領域はトリミング基準によって除外するという自己矛盾のない(selfconsistent な)解析方法に依っているからと考えられる。

## 5. 強震動生成域（SMGA: strong motion generation area）について

Irikura et al.(2017)は、断層面全体ではなく、断層面上の強震動生成域について波形インヴァージョンを行う SMGA 震源モデルを提唱している。その考え方の骨子は、次の２つである：

・波形インヴァージョンで得られた断層破壊モデルにおいて、平均すべり量よりも大きいすべり量の領域＝アスペリティが強震動に関係する。
・強震動は、アスペリティの位置と大きさで定義される強震動生成域(SMGA)のみによって生成される（SMGA 以外の背景領域からの寄与はない、入倉等が主張しレシピに採用されている「特性化震源モデル」では、アスペリティ以外の背景領域からも寄与がある）。

### 5-1 SMGA 3 枚震源モデル

2016 年熊本地震について、SMGA3 枚震源モデルを以下の手順で作成している。

(1) Yoshida et al.(2016)のすべり分布のモデル（セグメント 4 枚）に基づいて、北東の 1 枚を除く 3 枚の各セグメントに SMGA 領域を設定する。

(2) 経験的グリーン関数（EGF:empirical Green's function)法［註 3］により波形インヴァージョンを行うために、前震(Mw4.9)と余震(Mw5.2)を選び、それぞれに対応する要素断層（正方形）の大きさをω二乗モデルを仮定して 1.8km 平方および 2.0km 平方とし、解析周波数範囲を 0.2～10Hz とする。

(3) SMGA から計算される合成波形と観測波形とが一致するように、SMGA の要素断層の個数(n×n)（i.e. SMGA の大きさ)、位置、破壊開始点、すべりの継続時間などのパラメータを試行錯誤で求める、波形の一致は目視により判断。

図 8 に求まった SMGA3 枚モデルの図を引用した。断層面上での SMGA の位置は Yoshida et al.(2016)のインヴァージョン結果によるモーメント時間関数の大きい位置と同じではない。また、図 5 のすべり分布図に SMGA とアスペリティの位置[11、Fig.5]とを加筆したが、アスペリティの位置とも整合していない。

図 9 に合成波形と観測波形の比較の図を引用する。波形の一致は加速度、速度、変位について満足のいくものであるとされている(図 9 には、加速度と速度の図のみを引用)。波形には最大値が記されているので、数値を比較して観測点毎の違いを検討することが出来る。それについては後述する。

### 5-2 SMGA 1 枚震源モデル

Irikura et al.(2017)は、強震動を予測するには、SMGA が 1 枚である方が簡単であるとして、Kubo et al.(2016)の 1 枚の断層モデルに基づいて SMGA 震源モデルを作成した。Mw4.4 の前震を用いた経験的グリーン関数法によっているが、要素断層の大きさや数などについての説明はない。SMGA 合成波形と観測波形の一致は、変位および加速度の包絡線について、残差平方和が最小になるようにしている。図 10 に SMGA の位置を示した図を引用する。この図と前震の震源定数[2、Table 1]から、SMGA の要素断層は 1.44km×1.44km であり、走向方向に 12、傾斜方向に 9 配置していることが読み取れる。SMGA の面積は 224.9 $km^2$ である。本文には SMGA の位置は、5km より深いすべり量の大きい位置に一致していると記載されている。しかし、図 2 の上図に赤枠で SMGA の位置を見やすく示したが、一致してはいない。全くかけ離れた 10 数 km 離れた北東側にすべり量の大きい領域がある。

## 6. SMGA 震源モデルによる合成波形と観測波形の最大値について

図 11 に、SMGA3 枚モデルによる合成波形と観測波形の振幅比を示す。図 9（Irikura et al.（2017）の Fig.7）に示された最大値の比で、上が加速度、下が速度の値である。この値が 1 であれば、観測値どおりに予測できたことになる。横軸は観測値の振幅である。また、図中の○、□、△は EW、NS、UD 成分、黒色は地中観測点、茶色は地表観測点を表す。

加速度（上図）：最大値 2.41、最小値 0.41、平均 0.92 ×/÷ 1.55 (対数平均)
速　度（下図）：最大値 1.30、最小値 0.25、平均 0.69 ×/÷ 1.44
なお、×/÷ 1.55 は、平均値の 1.55 倍または 1/1.55（=0.645）倍を意味している。

概ね、加速度 300 ガル、速度 30cm/s を越える震動では、地表観測点（茶色）の合成波振幅が観測値を大幅に超えている。この傾向は速度よりも加速度に顕著に現われている。Irikura et al.（2017）は明示していないが、表層地盤の非線形性の影響が疑われる。このような影響の少ない地中観測点では、合成波の振幅は観測値よりも小さい。

図 12 に SMGA 1 枚モデルによる合成波形と観測波形の比を示す。Irikura et al.（2017）の Fig.10 に示された最大値の比である。図中の記号等は図 11 と同じである。

加速度（上図）：最大値 5.43、最小値 0.47、平均 1.33 ×/÷ 1.67 (対数平均)
速　度（下図）：最大値 2.89、最小値 0.21、平均 0.97 ×/÷ 1.65　である。

SMGA 3 枚モデルに比べ、値の分散は格段に大きい。加速度の図からは、大振幅での表層地盤の非線形性の影響と思われる傾向が見られるが、速度の図にはその傾向はない。

SMGA3 枚モデルおよび SMGA1 枚モデルとも、SMGA の位置や大きさを震源近傍の観測波形に基づいて求めており、現状では我が国における最高水準の強震動予測の成果と考えられる。しかし、観測点での予測値の不確定性は 1 標準偏差でみると 1.5～1.7 倍程度であるが、2～5 倍の開きのある地点もある。基準地震動の策定は地震発生後の後追い予測ではないので、原発敷地での観測記録は利用できず、予測の精度はさらに悪くなることに注意する必要がある。

## 7. SMGA の位置とアスペリティの位置が異なることについて

5 節で指摘したが、SMGA はアスペリティに基づいて初期設定されたが、インヴァージョンの結果 SMGA は元のアスペリティとは異なる位置に求まっている（図 5、８ および 図２、10）。SMGA3 枚モデルでは、元のアスペリティは深さ方向（断層面は傾斜しているので、真の深さではない）に 0～12km、長さ 16km と 12～18km、長さ 8km の 2 枚である（図 5、緑破線枠）。しかし、それとは異なる位置に 3 枚の SMGA（図 5、青枠）が求まっている。

SMGA1 枚モデルでは、アスペリティの位置は原論文[9]には表示されていないが、すべり分布の大きいアスペリティと目される領域との差が大きい（図 2）。この差の原因を、Irikura et al. (2017)は、解析周波数範囲の違いに求めた。アスペリティを求めたインヴァージョン解析の周波数範囲は 0.05～1.0Hz であるのに対し、SMGA は 0.2～10Hz である。地表付近にアスペリティが求まったのは、低周波数（長周期）の地震波が地表付近で発生したためであるとした（図 2）。

ところで、SMGA はアスペリティの位置とその領域情報によって再定義され、強震動が SMGA のみによって生成されると仮定する断層モデル[2、5 頁]が有効であるとする根拠は、低周波数（1Hz 以下）の波形インヴァージョンによって求まるアスペリティと高周波数（0.2～10Hz）の波形インヴァージョンによって求まる SMGA がほぼ同じ領域であるとの観測による。図 13 に Irikura et al. (2017)がその論拠に挙げている例を示す[12、Fig. 7]。3 例とも両者はほぼ一致している。左端の例は、1997 年鹿児島県北西部地震(Mjma 6.5)である。このような両者の良好な一致を示す図例に比べ、熊本地震のそれは格段に劣る。熊本地震の例は、強震動予測を行う上で SMGA 震源モデルの適用可能性について議論の余地のあることを示している。

## 8. 原子力規制委員会における「熊本地震の分析について」

関電は準備書面（16）で、原子力規制委員会の「熊本地震の分析結果について［13］」とそれに関する議論［14、6～15 頁］を引用して、入倉・三宅式の妥当性（信頼性）は確認されていると主張している［1、31～33 頁］。この節では、規制委員会の熊本地震の分析とその議論の中味を検討する。

分析の目的を『熊本地震本震が、地震調査研究推進本部による長期評価の対象となっている主要な活断層帯（布田川断層帯－日奈久断層帯）で生じ、地震後に地表に現れた断層長さが布田川区間を対象とした事前の長期評価に用いたものより長く、地震規模が想定を超えた。本地震に関連し、震源断層面積と地震モーメントとの関係を表す入倉－三宅（2001）式の適用性を含め、地震規模の予測手法について多くの議論がなされている。本検討では、熊本地震本震の観測記録に基づく解析を行い、現行の断層モデルによる基準地震動策定手法への影響の有無について分析する』としている。また、分析の着眼点として『（1）現行の断層モデルによる基準地震動策定手法に与える影響の有無の観点から、震源過程解析を基に、本地震の震源断層面積と地震モーメントとの関係を整理し、入倉－三宅（2001）式との整合性について評価する』ことと、『（2）地震動評価上の重要な要因として、強震動（周期 1 秒以下の短周期成分を主体とする地震動）の大きさに支配的な震源断層の応力降下量の評価を行う』ことの 2 点をあげている。

**（1）入倉－三宅（2001）式との整合性について**

震源断層面積と地震モーメントとの関係について、Irikura et al.（2017）が先行論文として引用した 3 例の解析に、2 例のインヴァージョン解析結果を加え、それらが 1 標準偏差内に収まることを図示して、『熊本地震の震源断層面積と地震モーメントとの関係は、入倉－三宅（2001）式と整合していると判断』した。関電は、準備書面（16）の図表 4（32 頁）に、この図を引用している。

議事録には、震源断層モデルの表の断層面積が解析機関によって大きく異なることの質疑が記載されている［14、10～11 頁］。図 14 にこの表を引用する。質疑では、断層モデルの面積が研究機関によって大きく異なることについて、インヴァージョン解析に用いたデータの違いとトリミングの影響が言及されただけで、詳しい中味は議論されず、断層モデルが何枚のセグメントで構成されているかは明らかにされず問題にならなかった。委員は具体的な内容に疑問を抱かずに了承している。

さらに興味深いことに、Yoshida et al.(2016 地震学会)は原子力規制庁委託業務と注に記されている。

**(2) 震源断層の応力降下量の評価について**

「熊本地震の分析について」では、『震源断層の強震動生成領域(SMGA)の応力降下量が強震動の特性に大きく影響する。応力降下量を評価するにあたっては、通常、地震動の再現解析を行い、観測波形に対して再現性の良い合成波形となる SMGA の応力降下量を求める方法が用いられている。本検討では、震源過程解析から得られた最大すべり速度分布等を基に、断層モデル(Yoshida et al.)内の 3 か所に SMGA を設定、SMGA の面積や応力降下量等の震源断層パラメータを変化させて観測波形との残差が小さくなる合成波形を求めた』と、Irikura et al.(2017)と同様の説明を記載して、解析結果を示している。図 15 に SMGA モデルとその諸元を引用する。

図 15 と図 8 を見比べると、SMGA を設定する元になった断層セグメントは、北東端の傾斜が異なるが、SMGA1、SMGA2、SMGA3 の位置は同じである。また諸元の表に記されている SMGA の地震モーメント、応力降下量、破壊伝播速度の値はすべて Irikura et al.(2017)の Table 3 [2、8 頁]に記載されている値と同じである。

図 16 に、SMGA モデルによる合成波形と観測波形を比較した図を引用した。図の波形および最大値は Irikura et al.(2017)の Fig.7（図 9 参照）の対応する観測点の波形および最大値と全く同じである。このような結果を踏まえて、「熊本地震の分析について」のまとめとして、『震源断層面積と地震モーメントとの関係は、入倉・三宅

(2001)式と整合しており、また、応力降下量は従来の断層モデルにおける応力降下量と同程度の値となった。これより、震源断層面積と地震モーメントとの関係及び応力降下量の観点からは現行の断層モデルによる基準地震動策定手法に影響する要因はないことを確認した』と記した。

入倉－三宅(2001)式の適用性を検討するために業務委託された研究機関[14、7 頁]の研究者が、Irikura et al. などとして解析した結果を学術誌に発表し[2、11]、原子力規制庁に報告した。そして規制庁はそれを自己の見解として、入倉－三宅式(2001)に依拠した基準地震動の策定に問題はないと発表している。このことの不思議さはひとまず置くとして、地震資料解析上の問題点を次節で指摘する。

## 9. 基準地震動評価における問題点

入倉・三宅(2001)式に依拠した現行の断層モデルによる基準地震動策定手法について、次の 2 つの問題点を指摘する。

### 9.1 強震記録のインヴァージョン解析による断層破壊過程の不確定性

基準地震動の策定に用いられている地殻内地震のスケーリング則は、地震観測記録のインヴァージョン解析によって得られた断層破壊過程の結果に基づいている。「不確定性」と表記したのは、3 節に記したように、断層面の設定では、枚数、大きさ、位置、傾きなどが研究者の考えに委ねられ、これら初期条件の違いがすべり分布やアスペリティの位置の違いとして、インヴァージョンの結果に影響を及ぼしているからである。

最終的な断層面の形状はすべり分布のトリミング操作によって求められ、さらに強震動の生成に関係するアスペリティも類似の操作によって求められる。すなわち、基本的に地震観測データに基づいた自己矛盾のない（selfconsitent な)解析（後追い予測の解析）によって得られている。このような解析による限り多くの地震がこのスケーリング則で説明できる。

しかしながら、基準地震動の策定に最も重要なアスペリティの位置は、図 1, 図 2、図 5 を比較して分かるように、水平方向には 10km 程度、深さ方向に 5km 以上も食い違っている。また、図 2 と図 5 に示されるように、元の断層面上のすべり分布の大きい領域（アスペリティ）と SMGA の位置は大きくずれている。波形インヴァージョン解析は、与えられた条件下で波形合わせの最適解を求める解析方法であり、強震動生成域が正しく求められると期待するのみで、正しいと保証するものではない。

原子力規制委員会は、SMGA における応力降下量が従来の断層モデルにおける応力降下量と同程度の値となったことのみで判断しているが、SMGA の位置が確定しないことは問題ではないのであろうか。

### 9.2 後追い予測における不確かさ

Irikura et al.(2017)の論文では、震源近傍の強震記録によるインヴァージョン解析を、経験的グリーン関数法によって行い、観測波形を精度よく再現できたと述べている。前震や余震をグリーン関数として用いており、震源から観測点に至る経路の伝播特性と観測点の地盤構造が高精度に得られたことになる。しかし、このような精度の高い解析によっても、個々の観測点での合成波形の再現性は大きくばらつく。合成波形と観測波形の最大値をその比（ 合成波形 / 観測波形 ）で比較すると、最大で 5 倍程度、 1 標準偏差は 1.7 倍に達する（図 12)。断層面積と地震モーメントの関係の 1 標準偏差は 1.38 倍であるとされるが、波形の再現性はさらに悪い。これは後追い予測での話しであり、強震動生成域や地盤構造などの正確な情報が得られない事前の強震動予測はさらに不確かなものになる。

原子力規制委員会は、自ら観測波形と合成波形を比較（図 15）しながら、再現性に大きな差異のあることを無視して、基準地震動の策定に問題がないとした。この判断は疑わしい。

## 10 まとめ

関電は、準備書面(16)において、2016 年熊本地震が地殻内地震のスケーリング則に従うとする Irikura et al.(2017)の論文を引用して、大飯発電所 3、4 号機の地震に対する安全性を主張し、また原子力規制委員会もこのスケーリング則に依拠する断層モデルによる基準地震動策定方法に問題はないとした。Irikura et al.(2017)の論文および原子力規制庁の「熊本地震の分析について」を検討した結果、原発サイトの強震動を予測する上で下記の問題点を含んでいることが明らかになった。

・熊本地震の震源破壊過程を求める波形インヴァージョン解析において、初期設定された断層モデルの任意性が、アスペリティと SMGA（強震動生成域）の不確定性を生じている。
・SMGA の位置の不確定性は、予測される地震動の確かさを低下させる。

・SMGA モデルによる合成波形の再現性は、ピーク値で比較（合成波形/観測波形）すると 0.2～5 倍の範囲で変動し、標準偏差は 1.7 倍に達する。
・予測される地震動は、断層モデル自体に含まれる偏差（1.38 倍）と上記の変動が重畳するので、倍半分の不確定性を含む。
・これらは地震後の情報による「後追い予測」である。断層面やグリーン関数についての的確な情報が得られていない事前予測では、予測の精度はさらに悪い。

なお、大飯原発の基準地震動に関しては、関電は敷地の地盤調査結果を恣意的に解釈して堅硬で均質な地盤構造モデルを捏造し、基準地震動を過小評価している。関電の調査資料に基づいてこのことを明らかにした資料[15、16、17]も参考にされたい。

**註 1：Somerville et al.(1999)のトリミング法（trimming criterion）**

多くの場合、断層破壊面は全ての破壊領域を含むよう大きめに仮定されるのでトリミング基準(trimming criterion)によって小さくする。n×m 個の要素断層で構成される矩形断層面において、インヴァージョンによって各要素のすべり量が推定されたとして、断層面の縁の要素の行または列の平均すべり量が、全断層面の平均すべり量の 0.3 未満である場合、その行または列を断層面から除外する。最初に最小のすべり量の行または列を除外して平均すべり量を基準化し、縁の全ての列と行のすべり量が、全体の平均すべり量の 0.3 以上であるようになるまでこの操作を繰り返す。

**註 2：Somerville et al.(1999)のアスペリティ設定の手続き**

インヴァージョンによって各要素断層のすべり量が推定された断層モデルにおいて、まず、すべり量が平均のすべり量の 1.5 倍以上である要素を囲む領域をアスペリティとして求める。その行または列の平均すべり量が全体の平均すべり量の 1.5 未満であれば、アスペリティを分割する。アスペリティの縁の行または列の平均すべり量が、断層全体の平均すべり量の 1.25 倍以上になるまで縁をトリミングする。断層面を要素分割する際、次のような最小のアスペリティの大きさによる制限を設ける。すなわち、最小のアスペリティが 2 個の要素からなる場合、それぞれのすべり量は平均すべり量の 2 倍以上、また 4 個の要素からなる場合、それぞれのすべり量は平均すべり量の 1.5 倍以上か、1 要素のすべり量が平均すべり量の 2 倍以上で他の 3 要素のうち 2 要素が 1.5 倍以上であることとする。

[註 3]：経験的グリーン関数（EGF: empirical Green's function)法

ある点に作用した瞬間的な力（震源）の別の点（観測点）での応答をグリーン関数と言い、波形計算において震源から観測点までの経路の構造が分かっている場合は、グリーン関数は理論的に近似解が求まる。地震の観測波形は震源特性にグリーン関数が重畳したものであるので、余震や前震など小さい地震は瞬間的な力源であるとみなして、大地震（本震）の波形合成においてグリーン関数として利用する。この方法を経験的グリーン関数法という。経験的とは観測によるという意味である。要素断層の大きさは小さい地震の規模による。経路の構造が分かっていない場合に多く用いられるが、本震の近傍で適当な規模の小地震が観測される必要がある。

引用文献

[1] 関西電力株式会社(2018)：大飯原子力発電所運転差し止等請求事件 準備書面(16)、京都地裁.

[2] Irikura, K., K. Miyakoshi, K. Kamae, K. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi and H. Miyake (2017) : Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of ther ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planete and Space, 69:10, DOI 10.1186/s40623-016-0586-y（丙第 232 号証).

[3] 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌 110, 849-875（丙第 204 号証).

[4] Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura and S. Kitagawa (2015) : Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure Appl. Geophys. 172, 1371-1381.

[5] Somerville, P, K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, N. Smith and A. Kowada (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seism. Re. Let, 70, 1, 59-80.

[6] 地震調査研究推進本部地震調査委員会、2016 年 6 月：震源断層を特定した強震動予測手法（「レシピ」）.

[7] 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)：九州地域の活断層の長期評価（第一版）、https://www.jishin.go.jp/main/chousa/13feb_chi_kyushu/k_honbun.pdf

[8] Asano, K and T. Iwata (2016), Source rupture process of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, Eart, Planet and Space, DOI 10.1186 /s40623-016-0519-9.

[9] Kubo, H., W. suzuki, S. Aoi and H. Sekiguchi(2016) : Rupture process of the Mj7.3, April 16, mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from strong-motion data, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion_v2 /index_en.html.

[10] 吉田邦一、宮越研、染井一寛(2016)：強震記録から求めた2016年熊本地震（Mj7.3）の運動学的震源モデル（その2）、日本地震学会講演予稿集2016年度秋季大会　S15-P02.

[11] Yoshida, K. K. Miyakoshi, K. Somei and K. Irikura (2017) : Source process of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, Earth, Planets and Space (2017)69:64, DOI 10.1186/s40623-017-0649-8.

[12] Miyake,H., T. Iwata, and K. Irikura (2003) : Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area, BSSA, 93, 6, 2531-2545.

[13] 原子力規制庁技術基盤グループ(2017)：熊本地震の分析について、平成 29 年 4 月 26 日（丙第 206 号証）.

[14] 原子力規制委員会(2017)：平成 29 年度原子力規制委員会第 6 回会議議事録、平成 29 年 4 月 26 日(水)（丙第 207 号証）.

[15] 赤松純平(2017)：大飯発電所基準地震動の策定における問題点－地盤の速度構造(地盤モデル)について－（甲第 358 号証).

[16] 赤松純平(2018)：大飯発電所基準地震動策定における問題点－地盤構造モデルについて－（甲第 422 号証).

[17] 赤松純平(2019)：FO-B～FO-A～熊川断層地震 M7.8（2018 年大阪府北部地震 M6.1 のスケールアップ）による大飯原発サイトの強震動（甲第 481 号証).

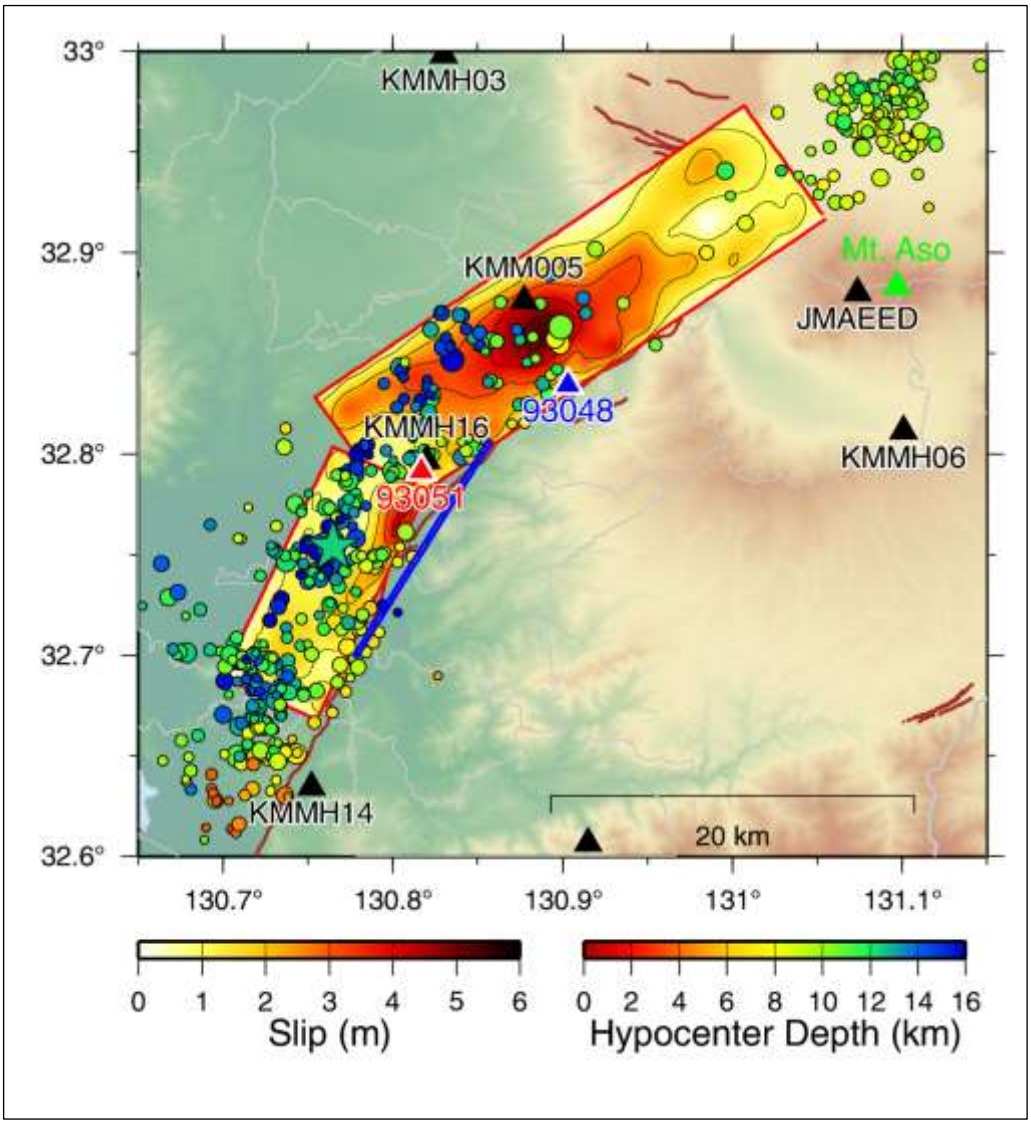



図 1. Asano and Iwata (2016)の断層モデル.

すべり分布と 24 時間以内の余震分布の比較（地表面投影）.

★：破壊開始点. ▲：観測点. 解析周波数範囲：0.05～0.5Hz.

[8、Fig.8 の一部分を引用]

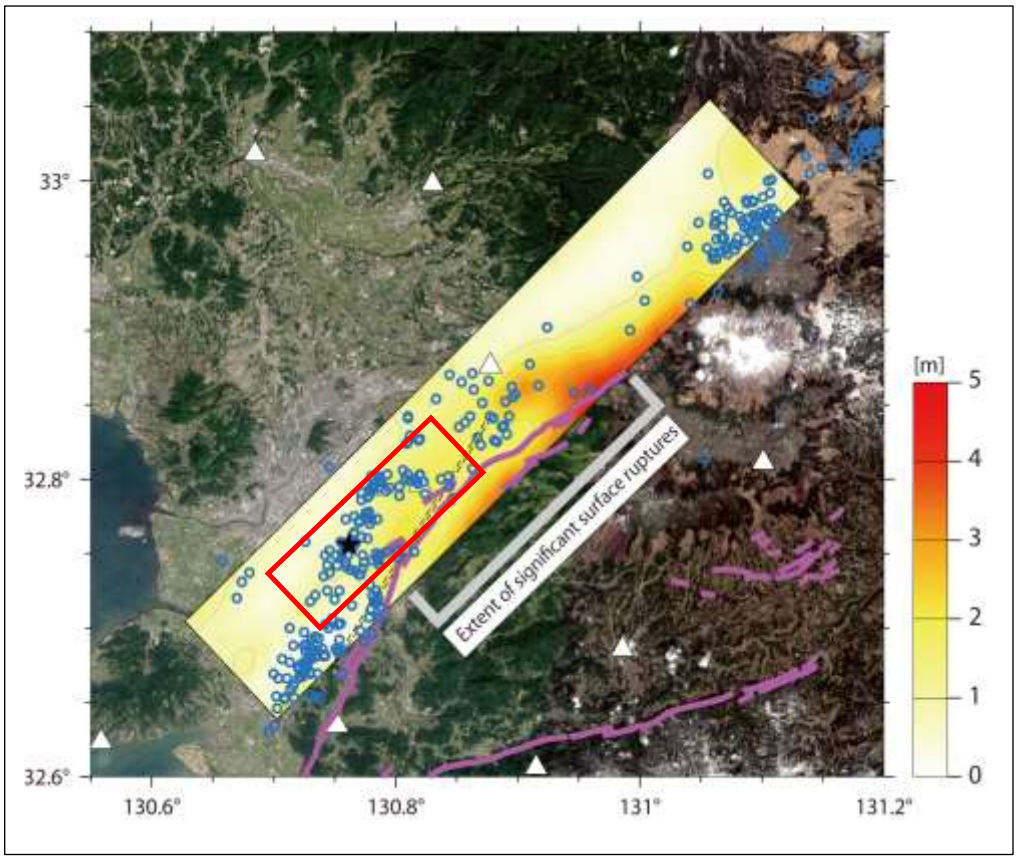



図 2. Kudo et al.(2016)の断層モデル.

すべり分布と 6 時間以内の余震分布（地表面投影）.

解析周波数：0.05～1.0Hz.

紫線：活断層のトレース. △：観測点.

赤枠：Irikura et al.(2017)の SMGA の領域(図 10 参照).

SMGA の位置はすべり分布の大きい位置と一致しない.

また、SMGA 領域のすべり分布は大きくない。

[9、Fig.6 を引用加筆]

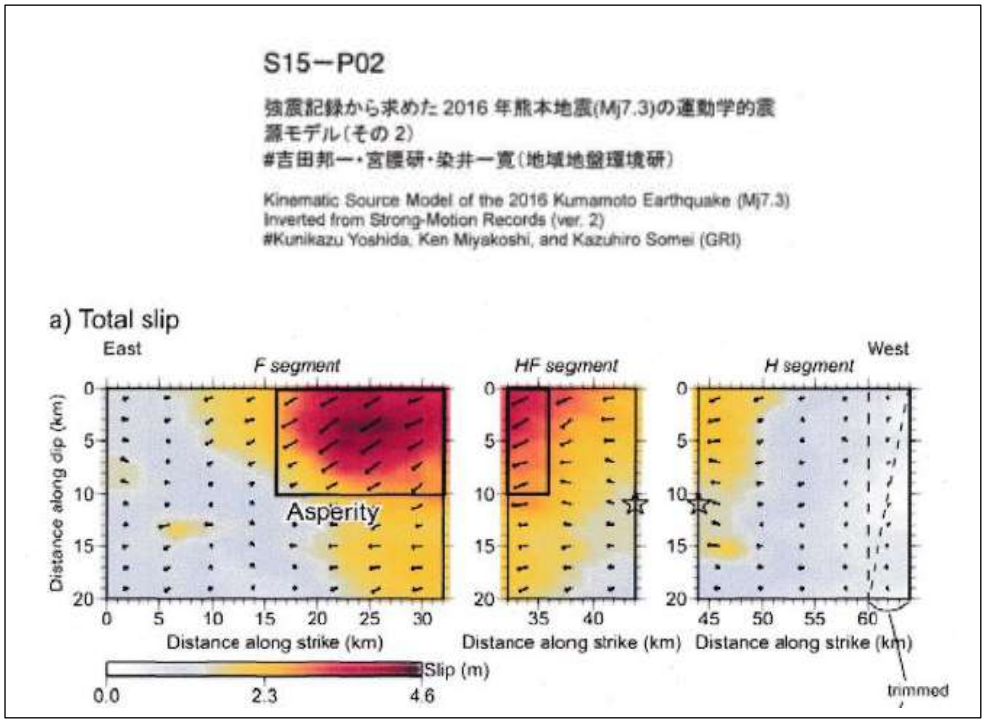



図 3. 吉田・他(2016)の断層モデル.

3 枚のセグメントからなり、南西端の 4km 部分はトリミングにより除かれた.

[10、標題部分と図 1 の一部分を引用]

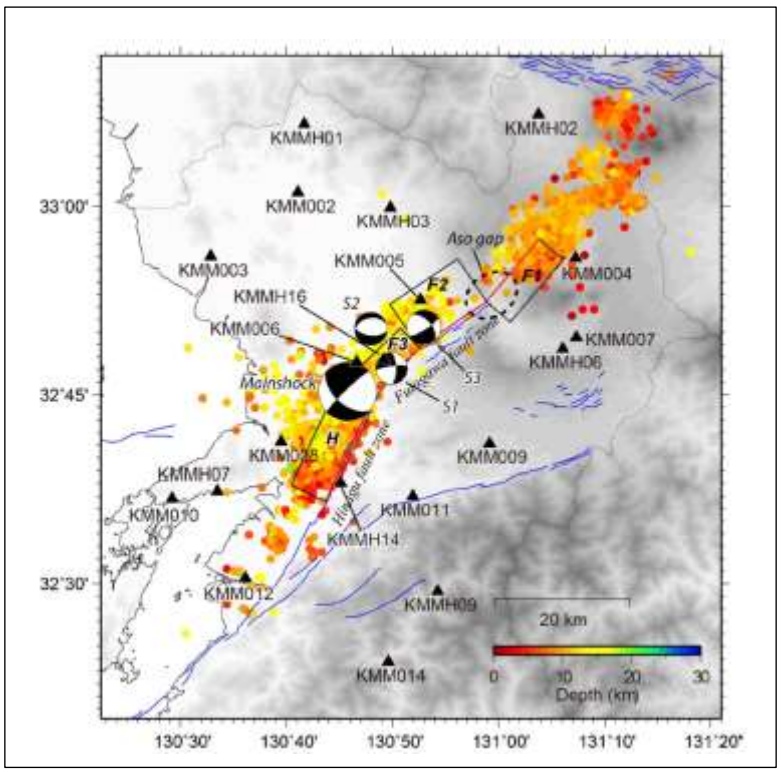



図 4. Yoshida et al.(2017)の断層モデル. F1 は南東傾斜. [11、Fig.1 を引用]

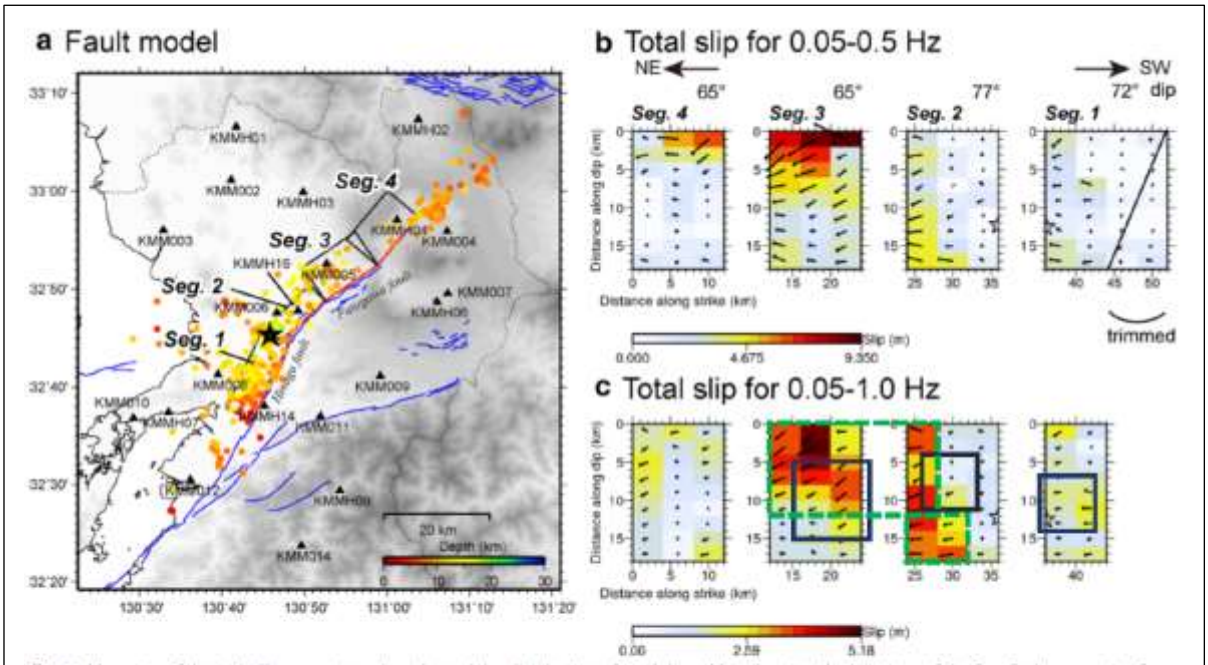



**Fig. 1** Map view of the 2016 Kumamoto earthquake and the distribution of total slip. **a** Map showing the locations of the four fault segments of the source fault model (*four rectangles*), the observational stations (*black triangles*) and the aftershocks (*circles*) that occurred within 48 h of the mainshock, as reported in the JMA unified hypocenter catalog. The *star* indicates the starting point of the mainshock rupture. The *blue lines* indicate the locations of active faults (National Institute of Advanced Industrial Science and Technology). **b** Total slip distribution based on the 0.05–0.5 Hz strong-motion waveform inversion of Yoshida et al. (2016). The entire rupture area was trimmed following the criteria defined by Somerville et al. (1999). **c** Total slip distribution based on the 0.05–1.0 Hz strong-motion waveform inversion (Yoshida et al. 2016)

図 5. Irikura et al.(2017)が Yoshida et al.(2016)と記して引用した図.
北東端のセグメント(Seg.4)は北西傾斜であるが、図 4 の F1 は南東傾斜である.
b：第一段階の解析結果、0.05～0.5Hz.　c：第二段階の解析結果、0.05～1.0Hz.
c の青枠は Irikura et al.(2017)の SMGA の領域(図 8 参照).
緑破線枠は Yoshida et al.(2017)のアスペリティ[11、Fig.5].
SMGA の位置はアスペリティの位置と一致しない.
[2、Fig.1 を引用加筆]

**Table 1 Source parameters of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from inversion results**

| References | Mo (inv.)[a] | Mo (F-net) | Length | | Width | | Rupture area | | Av. slip | | Max. slip | | Total asperity area | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | N m | N m | km | | km | | km² | | m | | m | | km² | | /area |
| Kubo et al. (2016) | 5.3E+19 | 4.4E+19 | 46.9[c] | 56 | 19.8[b] | 24 | 930[c] | 1344 | 1.66[c] | 1.23 | 4.95[c] | 4.55 | 178[c] | 260 | 0.19 0.19 |
| Asano K, Iwata T (2016) | 4.5E+19 | | | 42 | | 18 | | 756 | | 1.87 | | 5.13 | | 136 | 0.18 |
| Yoshida et al. (2016) | 4.8E+19 | | | 44[b] | | 18 | | 792 | | 1.98 | | 5.18 | | 160 | 0.20 |

[a] Seismic moment obtained from inversion results
[b] Fault length and width are trimmed following the criterion of Somerville et al. (1999)
[c] Logarithm averages of the three models

図 6. インヴァージョン解析による 2016 年熊本地震の震源定数.
波線赤丸：原論文に記載されていない値、実線赤丸：原論文と異なった値.
[2、Table 1 を引用・加筆]

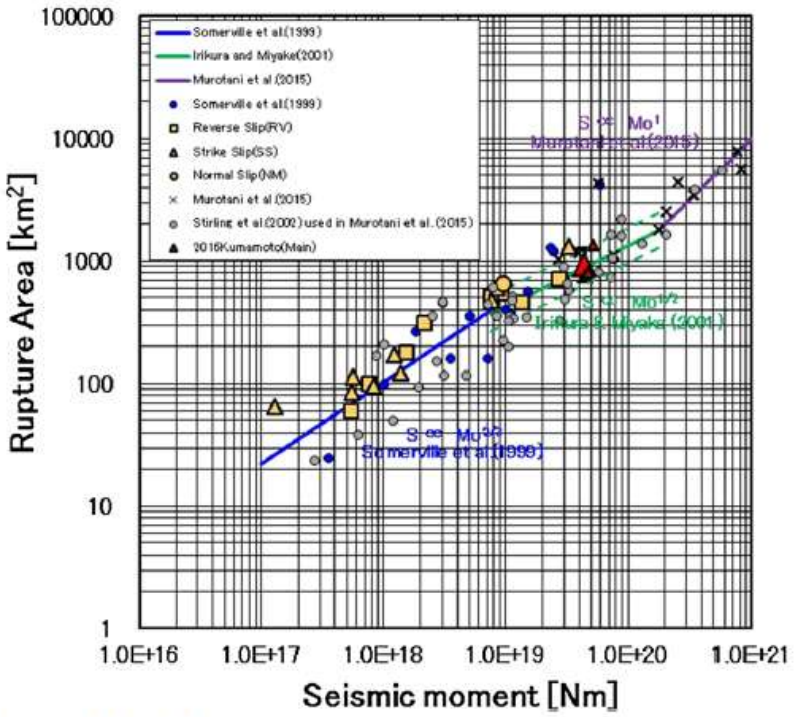



**Fig. 2** Relationship between rupture area and seismic moment for crustal earthquakes. Two *broken green lines* indicate one SD ($\sigma = 0.14$) for inland crustal earthquakes in Japan. The *large red triangle* represents the logarithmic average of the rupture areas of the three models for the 2016 Kumamoto earthquake ($M_w$ 7.0) shown in Table 1. The *small red triangles* indicate the rupture areas from individual models

図 7．断層面積と地震モーメントの関係.

大きい△：熊本地震の３つの結果の対数平均.

小さい△：それぞれの結果.

緑破線：１標準偏差の範囲.

[2、Fig.2 を転記]

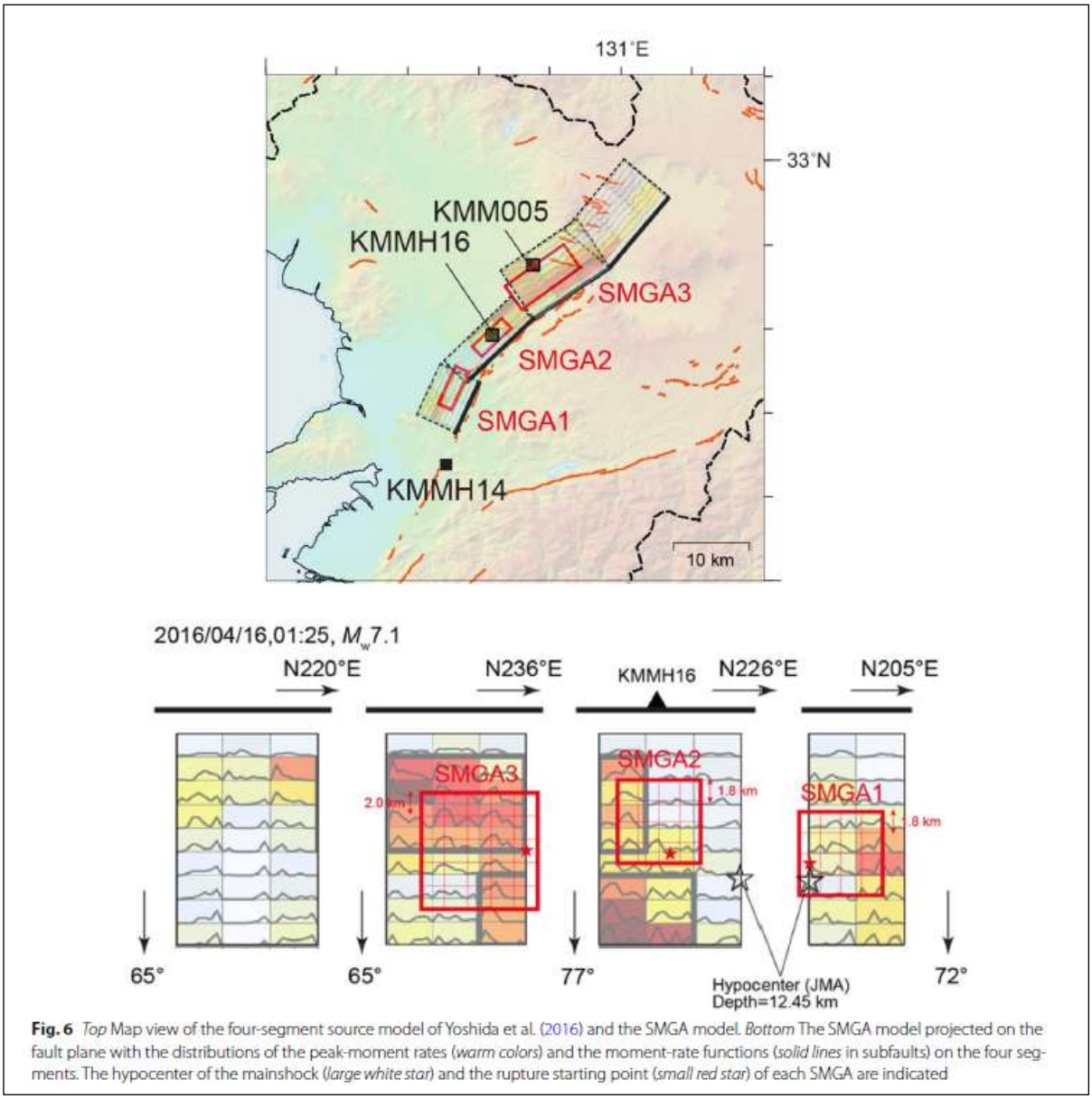



**Fig. 6** *Top* Map view of the four-segment source model of Yoshida et al. (2016) and the SMGA model. *Bottom* The SMGA model projected on the fault plane with the distributions of the peak-moment rates (*warm colors*) and the moment-rate functions (*solid lines* in subfaults) on the four segments. The hypocenter of the mainshock (*large white star*) and the rupture starting point (*small red star*) of each SMGA are indicated

図 8．4 枚セグメント断層モデルに依る SMGA3 枚モデル.

上図：SMGA とセグメントの地表投影図.

下図：モーメント時間関数（実線）と時間関数のピーク値（彩色表示）.

SMGA の位置は、下図に示されているモーメント時間関数のピーク値（暖色）の大きい位置とは一致しない．図 5 に示されたアスペリティの位置とも一致しない。

[Irikura et al.(2017)、Fig.6 を転記]

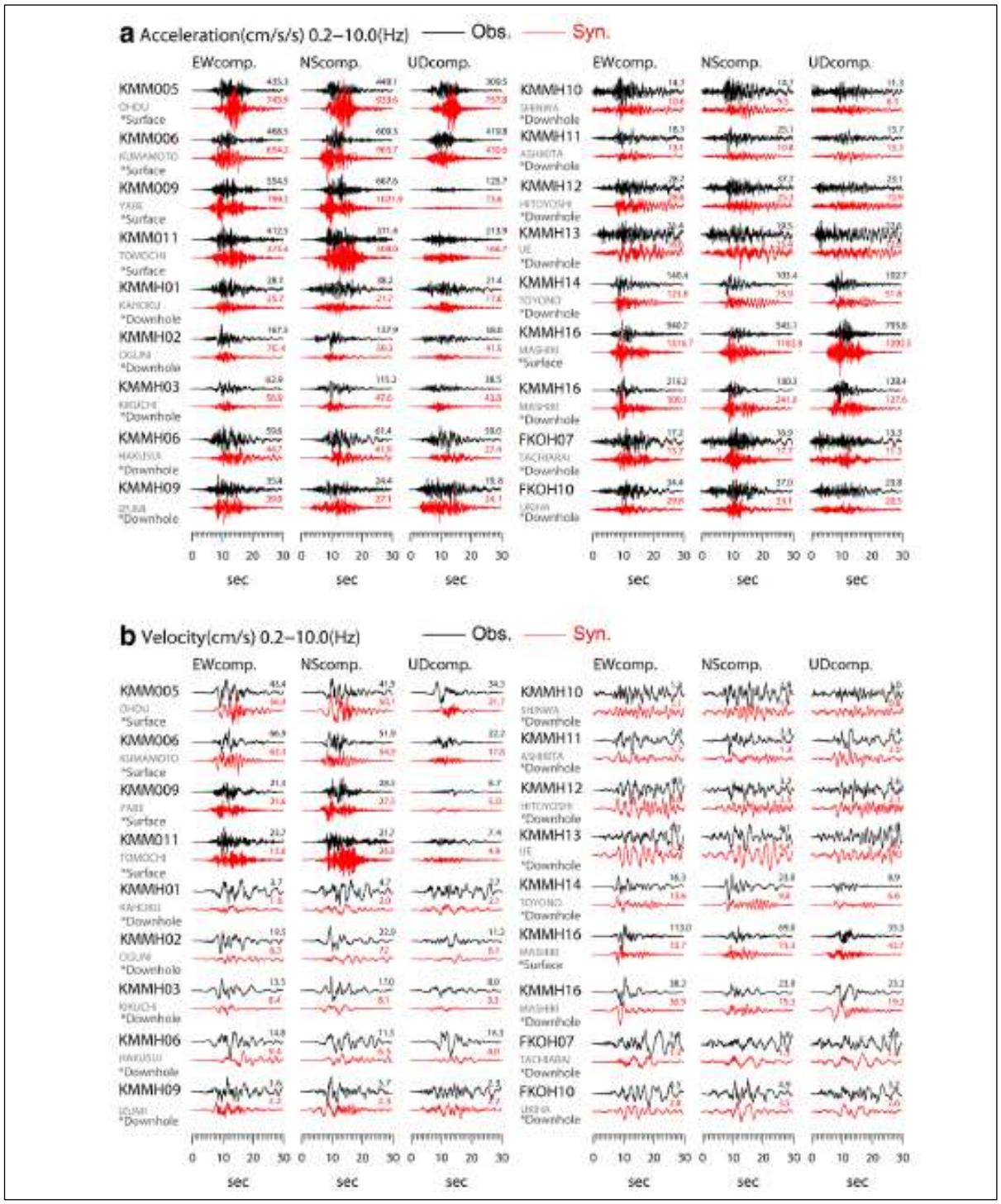



図 9. SMGA3 枚モデルに　よる合成波形（赤）と　観測波形(黒)の比較.
上：加速度、下：速度. 原図には変位波形も示されているが、割愛した.
左上の KMM005(OHDU)、KMM006(KUMAMOTO)、
右の KMMH16(MASHIKI, Surface)、KMMH16(MASHIKI, Downhole)は
原子力規制庁の図（図 15）と同じ.

Irikura et al.(2017)の Fig.7 の一部分を引用.

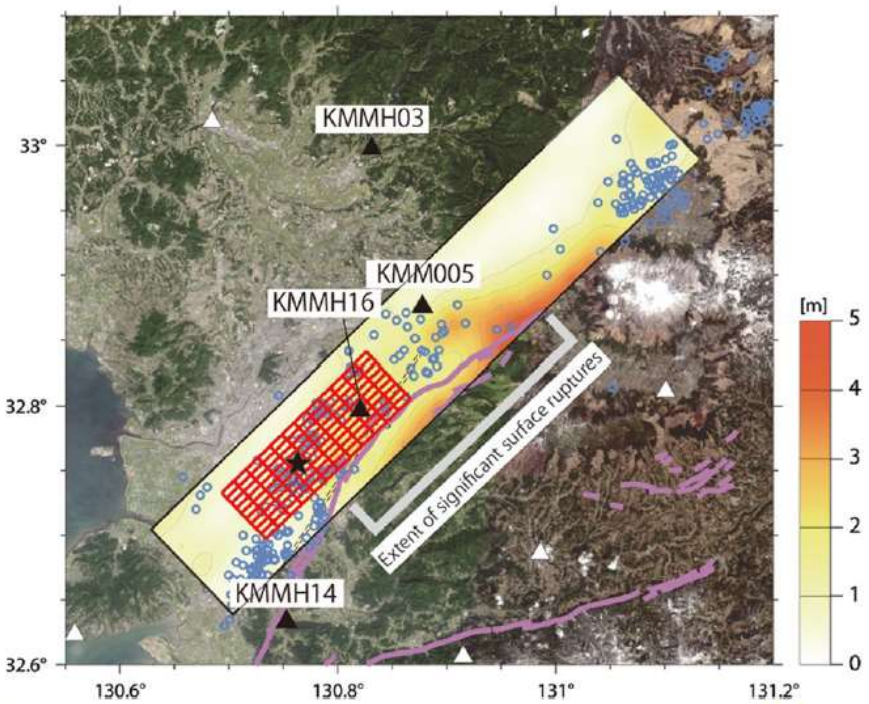



**Fig. 9** Map projection of the slip distribution of Kubo et al. (2016) and the best-fit model of the SMGA (*red rectangle*). The locations of active faults are indicated by *purple lines* and aftershocks are marked by *blue circles*. Background map was made using GSI Maps from the Geospatial Information Authority of Japan (http://maps.gsi.go.jp) This figure is modified from Kubo et al. (2016)

図 10. Kubo et al.(2016)のすべり分布と SMGA1 枚モデル. 地表面投影.
紫線：活断層、○：余震.
SMGA（赤格子枠）はすべり分布の大きい位置に一致していない..
図 2 の格子枠の外枠のみを追記した図を参照のこと.
Irikura et al.(2017)の Fig.9 を引用.

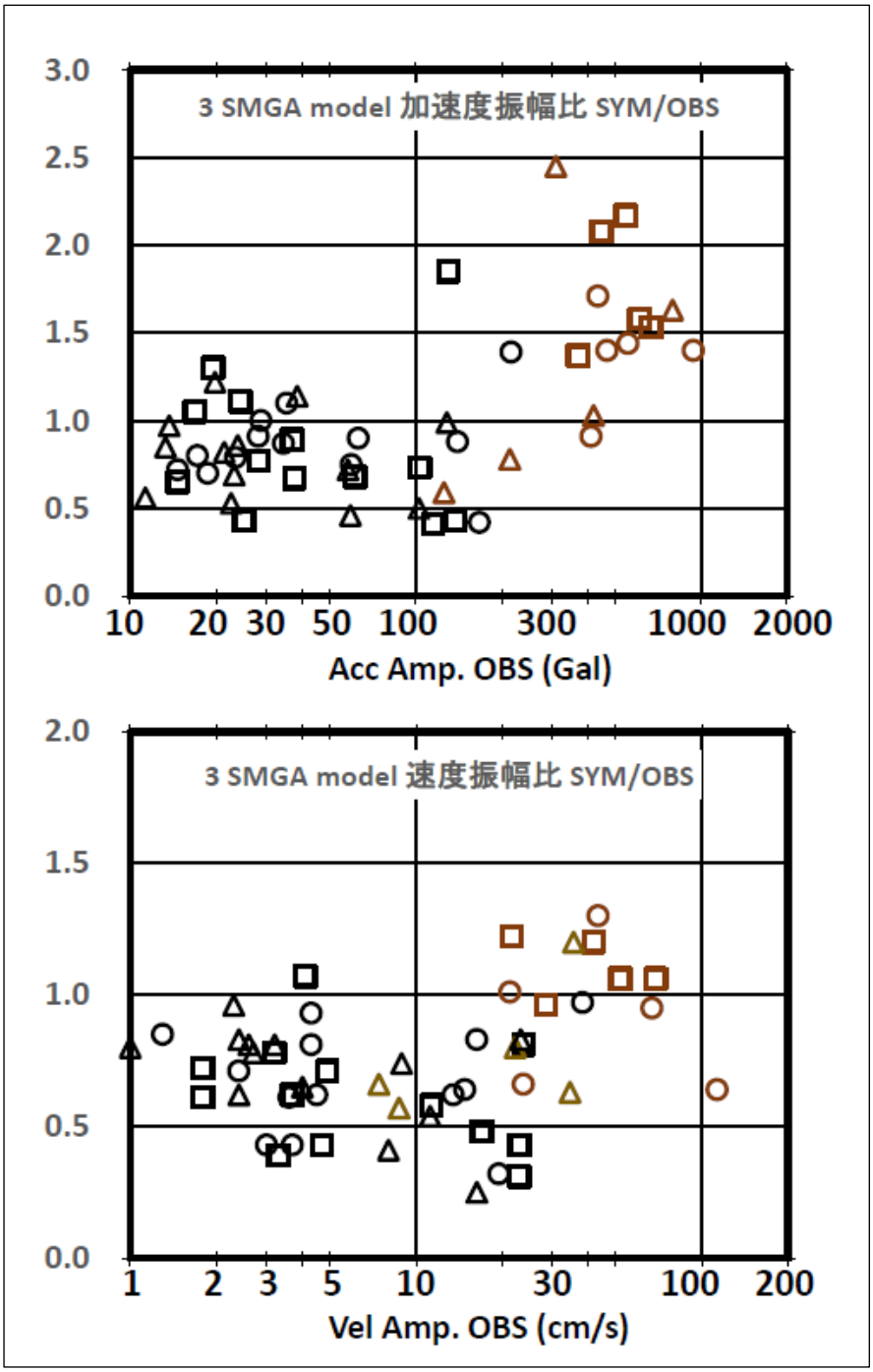



図 11. SMGA3 枚モデルによる（合成波 / 観測波）の振幅比

○：EW、□：NS、△：UD、　黒：地中観測点、茶：地表観測点

上図：加速度　最大値 2.41、最小値 0.41、平均 0.92 ×/÷ 1.55 (対数平均)

下図：速　度　最大値 1.30、最小値 0.25、平均 0.69 ×/÷ 1.44

×/÷ 1.55：平均値の 1.55 倍または 1/1.55 (=0.645)倍を意味する.

Irikura et al. (2017) の Fig.7 の値より作図

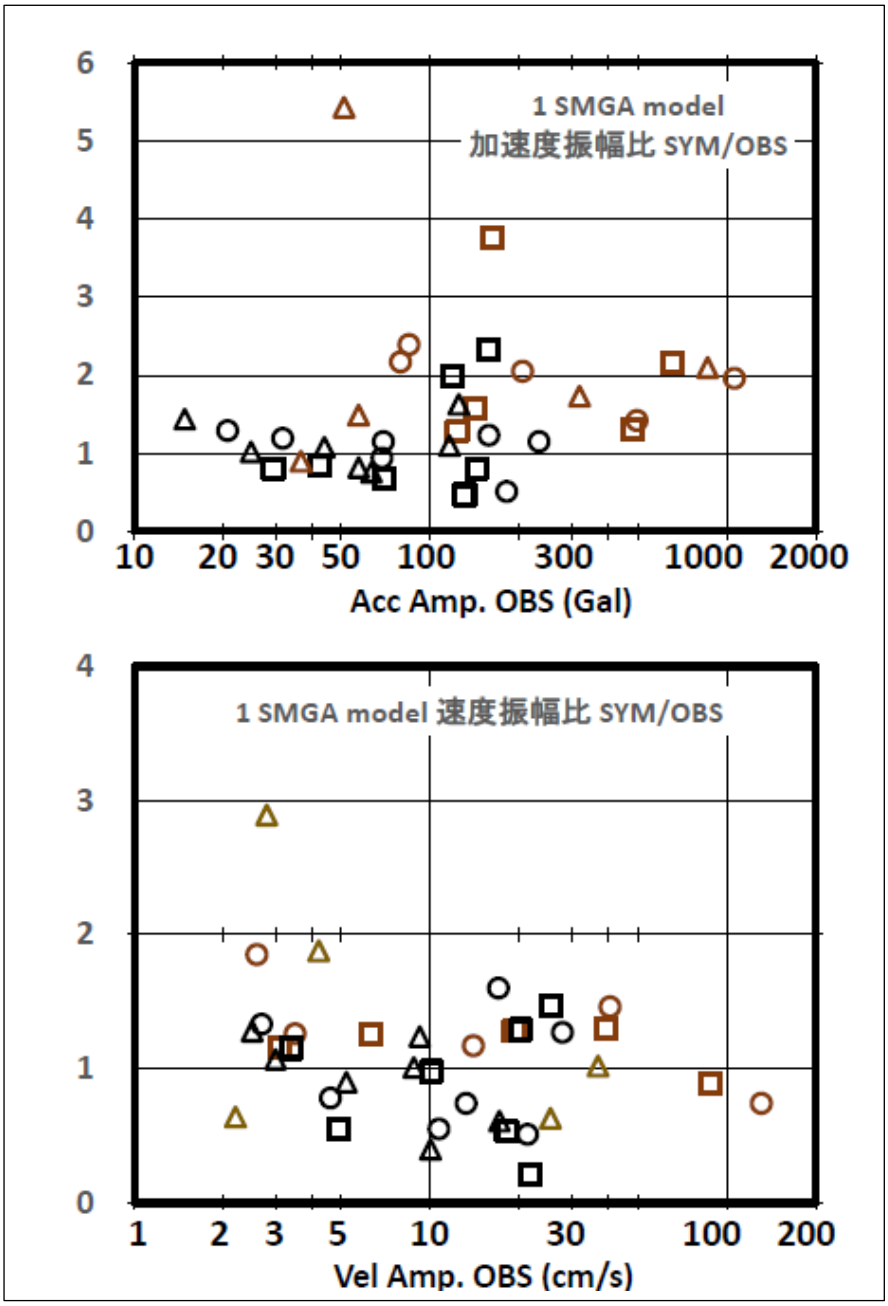



図 12. SMGA1 枚モデルによる（ 合成波 / 観測波 ）の振幅比

○：EW、□：NS、△：UD、黒：地中観測点、茶：地表観測点

上：加速度　最大値 5.43、最小値 0.47、平均 1.33 ×/÷ 1.67（対数平均）

下：速　度　最大値 2.89、最小値 0.21、平均 0.97 ×/÷ 1.65

×/÷ 1.67 は、平均値の 1.67 倍または 1/1.67 (=0.60)倍を意味する.

Irikura et al. (2017) の Fig.10 の値より作図

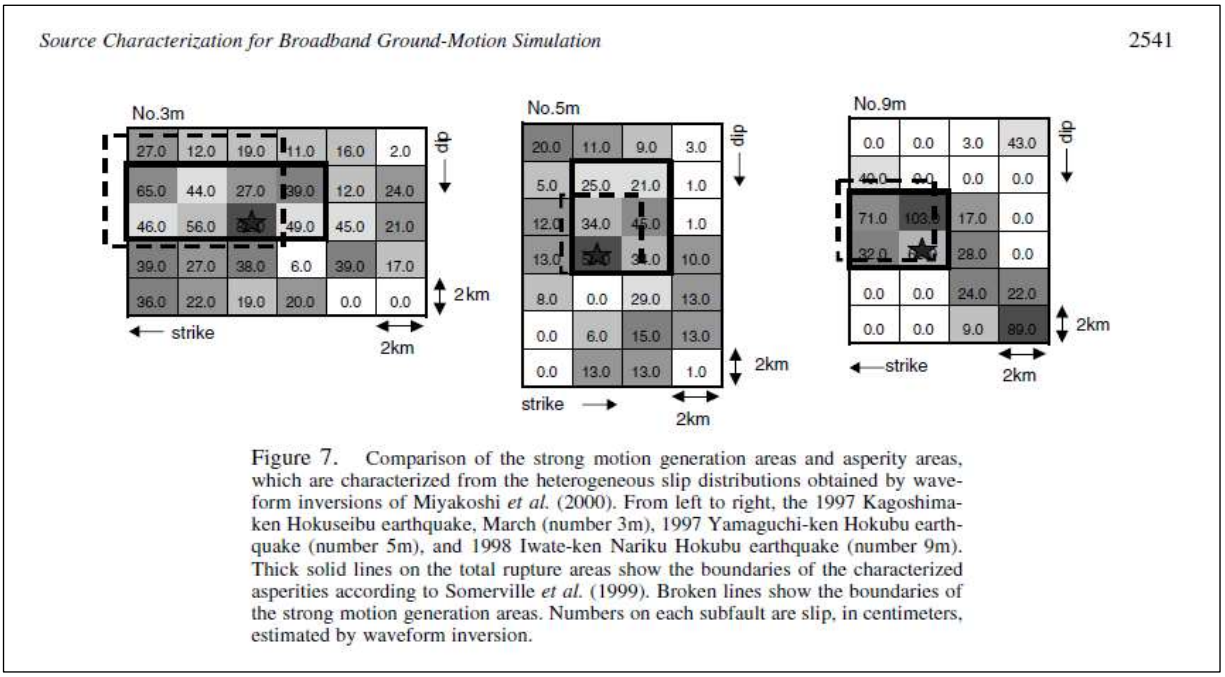


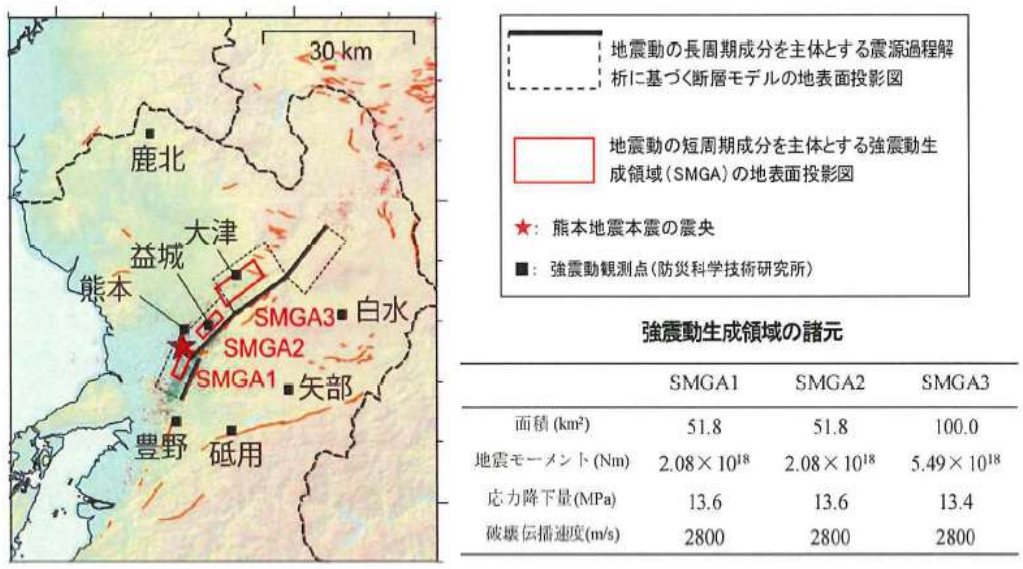

図 13. アスペリティと SMGA とが重なることを示す解析例.
実線太枠：アスペリティ、波線枠：SMGA 領域.
Miyake et al.(2003) [12、Fig.7]を引用.

表1 各機関の震源断層モデル

| 項目 | Yoshida et al.*1 (2016地震学会) | 浅野・岩田 (2016JpGU) | 久保・他 (2016JpGU) | 小林・他 (2016JpGU) | 引間 (2016地震工学会) |
|---|---|---|---|---|---|
| 地震モーメントMo[Nm] | 4.8E+19 | 4.67E+19 | 5.3E+19 | 4.60E+19 | 4.65E+19 |
| 断層長さL[km] | 44 | 42 | 56 | 45 | 44 |
| 断層幅W[km] | 18 | 18 | 24 | 16.5 | 20 |
| 面積S[$km^2$] | 792 | 756 | 1344 | 742.5 | 880 |

注*1 原子力規制庁委託業務

図 14. 「熊本地震の分析について」の震源断層モデル.
Yoshida et al.(2016 地震学会)は原子力規制庁委託業務.
[12、表 1 を引用].




強震動生成領域の諸元

| | SMGA1 | SMGA2 | SMGA3 |
|---|---|---|---|
| 面積 (km²) | 51.8 | 51.8 | 100.0 |
| 地震モーメント (Nm) | $2.08\times10^{18}$ | $2.08\times10^{18}$ | $5.49\times10^{18}$ |
| 応力降下量 (MPa) | 13.6 | 13.6 | 13.4 |
| 破壊伝播速度 (m/s) | 2800 | 2800 | 2800 |

図3 再現解析用の強震動生成領域モデル

図 15. 原子力規制庁の SMGA モデルと SMGA の諸元.
[12、図 3 を引用].

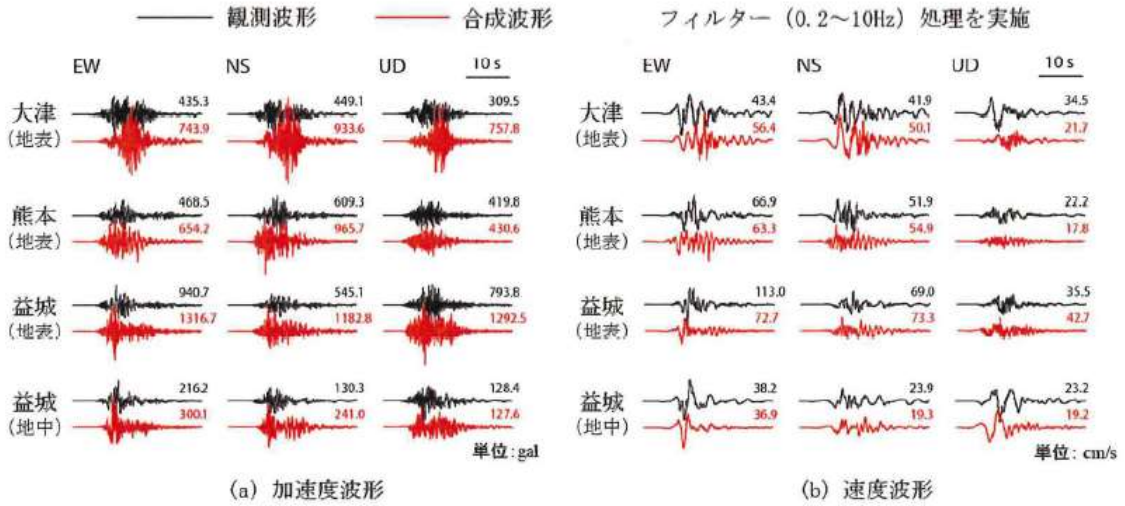



図4 観測波形と合成波形の比較（代表地点）

図 16. 原子力規制庁の SMGA モデルによる合成波形（赤）と観測波形の比較.
大津、熊本、益城（地表、地中）は、Irikura et al.(2017)の Fig.7（図 8）の
KMM005 (OHDU)、KMM006 (KUMAMOTO)、
KMMH16 (MASHIKI, Surface および Downhole)と同じ.
[12、図 4 を引用].